Od Autora.

[...]EOGRAFICZNEGO" I. WARSZAWA, 1918.

W sprawie morfologji dna mórz głębokich.

(Über die Morphologie des Tiefseebodens).

Znajomość kształtów dna morskiego zyskujemy jedynie przez sondowanie. Obraz osiągany tą drogą nie jest dokładny, bo: 1. Dane są jedynie punkty, nie powierzchnie, te zaś ostatnie muszą być na podstawie punktów odtworzone; 2. Wybór punktów jest ze względu na ich hipsometryczne położenie zupełnie przypadkowy, zespół ich więc może być w stosunku do powierzchni, na której leżą, niecechujący; 3. Trudność dokładnego oznaczenia miejsca, w którem sondowanie przeprowadzono nie pozwala na ścisłe określenie położenia punktu; 4. Sieć sondowań jest na olbrzymich przestrzeniach tak dotąd rzadka, że nie może dawać dokładniejszego pojęcia o powierzchni dna.

Ad 1. Powierzchnia zyskana na drodze czysto matematycznej przez geometryczną interpolację izobat przedstawia jedną z nieskończonej ilości możliwych powierzchni, na których dana grupa punktów leżeć może. Zasada wykreślania izobat w równych odstępach pomiędzy sąsiedniemi znanymi punktami odpowiada naturalnemu — wobec braku innych danych — dążeniu do zyskania formy najprostszej, ale tej ostatniej niekoniecznie odpowiadać musi forma rzeczywista. Im więcej ona jest nieregularna i urozmaicona, im więcej składa się na nią form drobnych, tem większa będzie różnica między kształtem jej istotnym a obrazem osiągniętym przez matematyczną interpolację na podstawie danych przez sondowania punktów. Od metody tej odstępuje się zresztą w praktyce w przypadkach, gdzie analogja z obszarami przypuszczalnie podobnymi morfologicznie, a lepiej znanymi rzuca pewne światło na typ ukształtowania badanej powierzchni. Obraz zyskany, przestając być najprostszy z możliwych, jest natomiast więcej prawdopodobny. Tyczy to np. sposobu kreślenia izobat w sąsiedztwie samotnych wysp oceanicznych lub płycizn, około których dno morskie w znacznym promieniu nie jest znane. Mapa ks. Monaco przez podział nieznanej powierzchni równomiernie rozmieszczone-

mi izobatami przyjmuje w tym przypadku łagodne stoki ku najbliższym poznanym głębiom, natomiast w szeregu map nowszych—np. mapy Grolla — widzimy tu w sąsiedztwie wzniesień izobaty skupiane gęsto, wyrażające więc spadek stromy [1]). Odpowiada to popartemu wielu przykładami pojęciu o przeciwieństwie śmiałych form trzonów wysp oceanicznych z jednej, a łagodnej naogół powierzchni głębin. Podobnie odstępowano od geometrycznej interpolacji izobat w obszarach odpowiadających stokowi progu kontynentalnego, kierując się wnioskami, osiągniętemi przez analogję. Ale i tak obraz zyskany jest w najlepszym przypadku uogólnieniem i uproszczeniem rzeczywistej rzeźby w stopniu nieporównanie większym niż mapa powierzchni lądowej w tej samej wykonana skali.

Ad 2. Chcąc pewną znaną powierzchnię scharakteryzować przez określoną ilość leżących na niej punktów, wybieramy takie, które, wzięte następnie za podstawę rekonstrukcji, pozwolą na odtworzenie formy powierzchniowej bardziej zbliżonej do rzeczywistej niż przy wyborze tej samej ilości punktów innych. Gdy sieć charakterystycznych punktów wybranych w terenie przesuwać będziemy w pewien sposób na mapie danego obszaru, np. obracać ją będziemy około pewnej pionowej osi i nadawać przez to poszczególnym punktom kolejno coraz nowe pozycje na mapie (nie zmieniając przytem ich wzajemnego względem siebie położenia), i wyznaczać będziemy kolejno nowe wartości hipsometryczne punktów, odpowiadające ich nowym pozycjom w terenie—będziemy mogli skonstruować na ich podstawie szereg map tego samego obszaru i otrzymać szereg obrazów, różniących się nieraz znacznie od siebie, dzięki przypadkowemu położeniu punktów—a rożnice tem będą większe, im mniej prostą jest rzeźba danego terenu i im mniejszą gęstość sieci punktów. Wybór więc punktów. mających charakteryzować dany obszar, nie jest obojętny. Przy sondowaniu dna morskiego wybór ten nie istnieje—jest czysto przypadkowy. Zarówno położenie batymetryczne punktów trafianych sondowaniem jak ich stosunek do rzeźby dna nie są znane z góry. Istnieje teoretyczna możliwość, że przy małej ilości sondowań wyznaczą one w pewnym obszarze same punkty leżące na wypukłościach terenu, lub odwrotnie, tylko leżące w jego zakląśnięciach—co w obu przypadkach da obraz rzeźby zupełnie fałszywy.

---

[1]) Por. Schott. An. d. Hydrogr. 1906 str. 25, Z. d. Ges. f. Erdk. 1913 str. 391 i Groll: Veröff. d. I. f. Meeresk. N. F. II 1912 str. 25—27.

Ad 3. Omawianie położenia geograficznego statku z którego następuje sondowanie, nie może być tak dokładne, by podawało punkt—podaje ono powierzchnię większą lub mniejszą, odpowiadającą granicy możliwego błędu. Niedokładność zachodząca pod tym względem dochodzi (według Krümmla) do + 2600 m. Głębsze sondowanie trwa przytem 1—2 godzin, w ciągu tego czasu ruch fal, prąd, wiatr mogą stanowisko okrętu zmienić. Pozatem zgodność położenia punktu, z którego sondowanie się odbywa (a więc pozycji okrętu), z punktem trafionym na dnie wymaga prostopadłości liny sondujacej (drutu)—który to warunek niezawsze zostaje spełniony [1]). Pozycja punktu znalezionego na dnie morskiem nie jest więc określona ściśle, leży on w granicach powierzchni, której wymiary mogą być dość wielkie, by dać powód do wniosków fałszywych, gdy przy pomocy sondowań pragniemy zbadać formy drobne obszaru więcej urozmaiconego, stromszych stoków etc. Tu również leży powód trudności[2]), w odnalezieniu pozycji sondowań dawniejszych. Ona to nieraz — a nie koniecznie błąd obserwacji poprzedniej — jest przyczyną niezgodności wyników sondowań wykonanych na tem samem (rzekomo) miejscu [3]).

Ad 4. Dokładność obrazu dna morskiego zyskanego za pośrednictwem sondowań zależna jest od ich gęstości i teoretycznie wzrasta równomiernie przy podwojeniu ich liczby. Sieć dotąd przeprowadzonych sondowań jest — poza sąsiedztwem brzegów, niebezpiecznych dla żeglugi raf i ławic oraz ważnych dla rybactwa płycizn—niezmiernie rzadka. Zestawienia cyfrowego podają-

---

[1]) Por. doświadczenia zyskane w tej sprawie w czasie Niemieckiej Ekspedycji Antarktycznej: Brennecke, An. d. Hydr. 1914. Błąd zresztą stąd powstały niema praktycznie większego znaczenia: Schott, Z. d. Ges. f. Erdk. 1913, str. 392 in. oraz *Forschungsreise S. M. S. Planet*, T. III. Berlin 1909 str. 12 i n. (umyślne badanie tej kwestji w r. 1906).

[2]) Littlehales obliczył, że prawdopodobieństwo odnalezienia ławicy małych rozmiarów da się określić stosunkiem 1:6250 (Amer. J. of Sc. CLI, 106). Według Krümmla (I, 99)—dla powierzchni 1 mili morskiej—prawdopodobieństwo wynosi 1:6173.

[3]) I tak np. Niemiecka Wyprawa Antarktyczna nie zdołała odnaleźć płycizn 88 m. i 128 m. podawanych przez mapy morskie na pn. od Azorów. Przypomnieć również warto dzieje zagadkowej płycizny Dinklage, mającej się wznosić do 90—100 m. pod poziom morza między 45⁰—49⁰ pd. szer. geogr. i 27⁰—35⁰ zach. dł. geogr.—gdzie sondowania wspomnianej ekspedycji w r. 1913 znalazły jedynie głębie ponad 5000 m.

W czasie badań Adrjatyku przez austr. statek Najade r. 1911, nie odnaleziono głębi 1645 m. (sondowanie Hopfgartnera z r. 1877)—dno okazało się w tych okolicach około 500 m. płytsze, etc. etc.

cego wzajemny ilościowy stosunek powierzchni cechowanych różnymi stopniami gęstości sondowań, niema dotąd. Kartograficznem przestawieniem tego stosunku jest mapka C a r r i è r e'a (*Petermanns Mitt. 1911*) dostatecznie uwydatniająca szczupłość obszarów, które za względnie znane uważać można. Za takie uznaje C a r r i è r e te dziedziny, w których na 1 stopień geogr. (a więc przeciętnie na 10,000 km.²) wypada więcej niż cztery sondowania. Powołuje się przytem na próby przeprowadzone na mapie gór średnich niemieckich, wykazujące, że przy stosunku pięciu znanych punktów na powierzchnię jednostopniową występują już dostatecznie formy wielkie—że dla powierzchni więcej równych wystarczyć może mniejsza ilość punktów, dla rzeźby o charakterze wysokogórskim potrzeba ich więcej.

Podobne próby wykonałem na szeregu map różnych dziedzin i różnej podziałki [1]). Wyniki (przy tej samej gęstości sieci punktów) okazały się zależne od tego, czy: a) punkty były wybrane celowo, czy też miały położenie przypadkowe — w tym ostatnim razie od b) mniej lub więcej równomiernego rozmieszczenia ich w obrębie poszczególnych pól i od c) skali mapy użytej,—wreszcie od d) charakteru rzeźby danego obszaru, t. j. przedewszystkiem od wartości jego undulacji. Różnicę konstrukcji opartej na punktach wybranych i przypadkowych poruszyłem już wyżej. Pierwsza niema tu oczywiście zastosowania, gdyż chodzi o analogje z wynikami sondowań, a więc punktów przypadkowych — tej więc tu nie używałem. Równomierne rozmieszczenie punktów wpływa naogół dodatnio na wierność obrazu ogólnego (choć nie zawsze!), jego brak w związku z miejscowemi skupieniami pozwala wystąpić wyraźniej pewnym miejscowym (czasem podrzędnym) szczegółom, pacząc równocześnie obraz ogólny. W zastosowaniu do map batymetrycznych zauważyć należy, że—szczególnie na obszarach głębokomorskich—rzadkie naogół a przytem nierównomiernie rozmieszczone sondowania skupiają się gęściej nie w powierzchniach pewnych, lecz zazwyczaj wzdłuż linji (linje kablowe, drogi statków pomiarowych), co stanowi okoliczność więcej niekorzystną.

Podziałka mapy ma o tyle znaczenie, że będąc wyrazem

---

¹) Skrajne skale : 1 : 5 000 000 — mapy poszczególnych krajów zach. i środkowej Europy z atlasu Sydowa—Wagnera;—1 : 200 000, mapy Austr. Zakładu wojsk. geogr. przeważnie z południowych obszarów ziem polskich. Izohipsy kreśliłem w różnych odstępach, zależnie od gęstości sieci punktów, amplitudy rzeźby i podziałki mapy.

uogólnienia stosunków hipsometrycznych ogranicza tem samem do pewnego stopnia przypadkowość (a raczej przypadkową ze względu na wybór a rzeczywistą hipsometrycznie wartość) wziętych z niej punktów. Dlatego konstrukcje kreślone z map o małej skali dały obraz podobniejszy do prawdy, niż z map o skali dokładniejszej, gdzie punkty miały wartość hipsometryczną bliższą rzeczywistej. Ale jako analogję do map dna morskiego traktować można jedynie te drugie konstrukcje, sondowania podają bowiem punkty o wartości batymetrycznej rzeczywistej, a nie jakieś „średnie", wynikłe z kartograficznego uogólnienia.

Okazało się więc, że do celów porównawczych nadają się tu, jako najwięcej analogiczne do obrazów zyskiwanych przez sondowanie, konstrukcje dla wierności obrazu najniekorzystniejsze, polegające mianowicie na użyciu punktów przypadkowych, rozmieszczonych nierównomiernie i wziętych z mapy o możliwie dużej skali. W zastosowaniu dały one powierzchnie, na których istotnie już przy użyciu 5 punktów na 1^0 wystąpiły wcale wyraźnie kształty główne: przeciwieństwo łańcuchów górskich, wyżyn, niżów, ich najogólniejszy przebieg i rozmiary. Zaznaczyła się przytem zależność od stosunku, jaki zachodzi między wymiarami tych form wielkich a gęstością sieci punktów—przyczem oczywiście przypadkowość rozmieszczenia tych ostatnich w terenie gra ważną również rolę. Przy użytej, jak wyżej, gęstości punktów rów średniego Renu może wystąpić dobrze lub przybrać postać zamkniętej kotliny (lub dwóch), góry Jura mogą zatracić swą samodzielność, Tatry, Łysogóry zniknąć zupełnie, Niż małopolski skurczyć się do swej wschodniej części. Obszary wyżynne zmieniają kształty i wymiary — czasem rozpadają się na części, gdy parę punktów pada przypadkowo w dno dolin. Pasma górskie ulegać wtedy mogą niespodzianym i nieistniejącym w rzeczywistości zwężeniom, gdy są niezbyt szerokie to i (przy czysto geometrycznej interpolacji izohips) przerwom. Małe prawdopodobieństwo, by punkty przypadkowe i niezbyt gęste wyznaczyły skrajne wartości hipsometrji terenu [1]), sprawia, że amplitudy rzeź-

---

[1]) Stosunek, zachodzący między wielkością powierzchni zajętej przez pewien poziom hipsometryczny a wielkością całego badanego obszaru, pozwala określić szansę prawdopodobieństwa, z jaką przy danej ilości przypadkowo rzuconych punktów poziom ten trafiony być może. Formuła taka o tyle niewielkie ma dla naszego problemu znaczenie, że przy morfologicznem badaniu mniej nam tu chodzi o wykrycie skrajnych wartości hipsometrycznych (szczególnie jeśli odpowiadają im powierzchnie małe) jak raczj

by ulegają zmniejszeniu, rytm jej zaciera się, w najlepszym przypadku zbyt wielkie przybiera wartości. Ogólne pochylenie form wielkich doznaje spłaszczenia i wyraża się z reguły w zbyt małych kątach. Formy śmielsze, strome, wyjątkowo jedynie się zaznaczają—drobniejsze nikną zupełnie.

Przy zwiększaniu ilości punktów na jednostkę powierzchni dokładność obrazu wzrasta oczywiście, ale w sposób bardzo nierównomierny. Istnieje związek pomiędzy gęstością punktów a znaczeniem przypadkowości ich rozmieszczenia, które to znaczenie z zacieśnianiem sieci maleje. Przy małej ilości punktów przypadkowość wyraża się najsilniej, tak że wobec niej niknąć nawet może wpływ drobnego zgęszczenia sieci. I tak w paru przypadkach z sieci 5 punktów na 1^0 otrzymałem powierzchnie bliższe prawdy niż posługując się na tym samym obszarze siecią gęstszą (6, nawet raz 7 punktów na 1^0), przyczem oczywiście wybór punktów we wszystkich przypadkach nie był orjentowany. Przybytek punktów zmienia obraz początkowo silnie, potem zmiany stają się wolniejsze, aż do pewnej gęstości punktów, którą nazwałbym „krytyczną gęstością“, przy której dała się zauważyć zmienność żywsza. Oczywiście i tu przypadkowe rozmieszczenie punktów odgrywać musi znaczną rolę, tak że cyfry miałyby tu bardzo względne znaczenie. Charakterystycznym jednak wydaje mi się fakt, że taka „krytyczna“ gęstość wystąpiła przy kilku konstrukcjach (choć przy powtarzanej próbie i innych punktach różne wykazywała wartości lub nikła) — i, że zaznaczyła się, np. na obszarze karpackim [1]), nie zaznaczyła zaś przy tej samej i większej ilości punktów na terenie Podola. Zdaje się więc, że mamy tu do czynienia z momentem wystąpienia w obrazie form drugiego rzędu, gubiących się poprzednio w zbyt rzadkich okach sieci, momentem zależnym od wartości morfometrycznych powierzchni, przedewszystkiem więc od rytmu jej rzeźby.

Obraz dna morskiego, jaki obecnie posiadamy, jest całkiem ogólny;—nie pozwala na wykazanie istotnych różnic, zachodzących między rzeźbą podmorską a lądową,—podaje bowiem prawie wyłącznie formy wielkie, zawdzięczające powstanie nie czynnikom zewnętrznym, na których różnem działaniu różnice morfologiczne mogłyby polegać, lecz wewnętrznym, powodującym ogólne zary-

---

o przebieg izohips w ogólności decydujący o kształcie zachodzących form, ten zaś przy zachowaniu tego samego stosunku ilościowego między powierzchniami poszczególnych pięter wysokościowych może być bardzo rozmaity.

[1]) W Beskidzie zachodnim przy gęstości około 20 na 1^0

sy rzeźby skorupy ziemskiej, zarówno w częściach zalanych morzem jak i wynurzonych,—zaciera zaś równocześnie możliwe formy drobne. Gdybyśmy chcieli skonstruować obraz powierzchni lądów przy pomocy tych samych środków, (i z tą dokładnością) jakimi obchodzić się musimy przy odtwarzaniu kształtów dna morskiego, otrzymalibyśmy uogólnienie, w którem znalazłyby wyraz również tylko formy wielkie, które nie wieleby się w obrazie różniły od form podawanych przez mapy batymetryczne. W mapie Europy zaznaczyłby się np. łuk alpejski łagodnie wypukłym „grzbietem“, widoczny byłby lekko falisty „dział“ gór średnioeuropejskich, w przeciwieństwie do równej powierzchni wielkiego niżu, zaklęsły „kocioł“ węgierski, wąski „rów“ Renu i Rodanu etc. Ale bogata rzeźba krajobrazu lądowego zatarłaby się. Wobec tego, że zarówno grzbiety górskie, a więc części najwyższe, jak doliny—najniższe, jako formy zazwyczaj względnie wąskie, zajmują powierzchnie stosunkowo małe, małe też zachodzi prawdopodobieństwo, by przy niezbyt gęstej sieci punktów zostały one niemi trafione,— większość punktów paść musi na stoki pośrednie jako największą powierzchnię zajmujące, a otrzymany obraz cechują formy łagodne, powierzchnie o zbyt wielkim rytmie, zbyt małej amplitudzie.

Jeżeli prawdziwe jest zapatrywanie, że cechą charakterystyczną ukształtowania dna morskiego jest monotonność, słabe spadki, wielki rytm i brak urozmaicenia formami drobniejszemi, w takim razie powierzchnię jego dostatecznie określać może rzadka sieć sondowań, taka, która w zastosowaniu do normalnej rzeźby lądowej zaledwie wystarcza by zaznaczyć zrąb form pierwszorzędnych. Ale jeśli nawet tak jest, zapominać nie można, że nie tylko te obszary gdzie gęstość sondowań wynosi 5 na 1^0, ale nawet takie, gdzie wogóle na jeden stopień więcej niż jedna znana głębokość wypada, stanowią zaledwie drobną część powierzchni oceanów—szczególnie gdy chodzi o dno mórz głębokich.

Z powyższych rozważań wynika; że obraz rzeźby dna morskiego, osiągnięty na podstawie sondowań przy obecnej ich gęstości musi wykazywać powierzchnie łagodne naogół i monotonne i, że cechy te mogą być wynikiem samej metody, przy pomocy której rzeźbę tę poznać usiłujemy i rzeczywistości odpowiadać nie muszą. To też większość geografów przypisując te właśnie cechy rzeźbie dna morskiego, opiera to zapatrywanie nie na samych wynikach sondowań,—argumentem jest tu ponadto przekonanie o istnieniu na obszarze dna morskiego warunków morfogenetycznych, które taką właśnie rzeźbę powodować muszą,

warunków na które składa się z jednej strony brak czynników żłobiących, z drugiej działanie niwelujące procesu osadowego.

Powyższy pogląd, określający dno morskie, jako powierzchnię w regule mało urozmaiconą, o łagodnych spadkach—od której tem silniej odcinają się pewne, jako wyjątek traktowane formy strome (cokoły wysp oceanicznych wulkanicznych wzgl. koralowych, zbocza kontynentalnego progu, stoki rowów głębinowych)—uległ w ostatnich czasach zachwianiu, w związku z zacieśniającą się rok rocznie siecią głębokomorskich sondowań i wykrywaniem coraz to nowych, bogaciej ukształtowanych krajobrazów dennychi Odmienne zapatrywania znalazły najdobitniejszy wyraz w pracy znanego berlińskiego kartografa, autora cennych map batymetrycznych, M. Grolla [1]). Stara się on wykazać, że monotonny obraz dna ogranicza się jedynie do obszarów gdzie brak sondowań, lub gdzie ich mało. Cytując szereg przykładów na istnienie stromych nachyleń dennych, nietylko na stokach progu kontynentalnego i izolowanych, zwykle wulkanicznych wzniesień, lecz i wzdłuż grzbietów podmorskich, które wprost pasmami górskim. mianuje, a których szczyty sterczą niekiedy ponad powierzchnią morską tworząc wyspy—oraz na znachodzenie się form drobnych choć zapewne nie erozyjnych—dochodzi do wniosku, że wszędzie gdzie intensywniej przeprowadza się badanie, tam wielkie, spokojne formy dna rozpadają się i ukazuje się rzeźba urozmaicona. Występowanie na dnie mórz głębokich — tak samo jak na powierzchni lądu—gór i odosobnionych wzniesień, o nieraz bardzo stromych stokach, uważa za regułę, której ogólnemu potwierdzeniu stoją na przeszkodzie jedynie trudności dokładniejszego poznania dna morskiego. Przecząc istnieniu działania niwelującego sedymentacji przypisuje formom podmorskim względną trwałość—szczególnie wobec braku działania opadów atmosferycznych i związanych z nimi procesów morfologicznych—i uważa jc niejako za prototyp gór, za nieprzeobrażone czynnikami zewnętrznymi praformy tektoniczne.

Mamy tu więc dwa poglądy na morfologję dna oceanicznego, biegunowo przeciwne. Obydwa, o ile chodzi o materjał dowodowy czysto formalny, na kruchych opierają się podstawach. Faktem jest, że nowsze sondowania wykryły pewną ilość bogato ukształtowanych obszarów podmorskich, że więc nie stanowią one tak rzadkich wyjątków jak poprzednio sądzono,—ale równie nie-

---

[1]) M. Groll. *Unterseeische Gebirge.* Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1911, 116 i n.

pewnem jest przypisywanie na tej podstawie olbrzymim nieznanym dotąd przestrzeniom głębokomorskim urozmaiconego urzeźbienia, jak i przyznawanie im, na podstawie znajomości pewnych obszarów płaskich, rzeźby łagodnej.

Dlatego też roztrząsając kwestję ukształtowania dna morskiego ograniczyć się należy raczej do określenia pewnych prawdopodobieństw, popartych argumentami pośredniemi, czerpanemi z znajomości nie form samych, lecz warunków w jakich one się tworzą, czynników które je wywoływać, względnie przeobrażać mogą.

Konstatując na dnie morskiem istnienie silnie urzeźbionych obszarów, musimy przedewszystkiem odrębnie traktować takie, które w stosunku do warunków obecnych nie są „harmonijne“. Wiemy, że takie istnieją,—są to formy powstałe na lądzie, które wskutek przesunięcia się linji brzegowej, zapadnięcia się pewnych części skorupy ziemskiej posiadających już rzeźbę wywołaną czynnikami subaerycznemi, uległy zanurzeniu i w krajobrazie podmorskim stanowią element obcy. Znamy takie formy na powierzchni szelfą, — należą tu w pierwszej linji owe doliny podmorskie, niewątpliwie erozyjne, których coraz większą ilość sonda wykrywa, należą formy denne drobne o charakterze lodowcowym etc.

Skoro obszar progu kontynentalnego uważa się w zasadzie za teren transgresji morskiej, za dziedzinę wydartą lądowi i w niedawnej geologicznie przeszłości zanurzoną, wolno z góry już dopatrywać się w rzeźbie bogaciej ukształtowanych dziedzin, leżących na szelfie lub u jego stoku, (a więc, np. tych na które m. i. zwraca uwagę Groll) częściowo przynajmniej przeżytków rzeźby dawniejszej, wytworzonej w czasie okresu lądowego [1]). Ale na tem rzecz się nie kończy. Nowsze badania wykazują, że i dno głębokomorskie podlega wahaniom — znajdujemy na niem ślady niedawnego podniesienia lub zapadania, regestrowane charakterem warstw, sposobem warstwowania [2]). Dlatego i w obszarze właściwych głębin oceanicznych możliwe są formy pochodzenia

---

[1]) Tu zdaje się m. i. należeć silnie urzeźbiony stok ławicy Nowofundlandzkiej oraz wzgórzysty krajobraz podmorski z zachodniego krańca kanału angielskiego, którego mapkę podaje Krümmel: *Handbuch d. Ozeanographie* I fig. 13. Również dno morskie na zach. i pn. półwyspu iberyjskiego nosi cechy rzeźby erozyjnej, mimo że udział tektoniki jest tu wyraźny.

[2]) Mam tu na myśli znane spostrzeżenia Philippiego nad t. zw. „normalnem“ warstwowaniem głębokomorskich osadów, oraz znachodzenie się piasku na dnie oceanicznem w wielkich odległościach od brzegu.

subaerycznego, erozyjne, — a przypuszczenie to zyskuje na prawdopodobieństwie w dziedzinach o udowodnionej „ruchliwości“ tektonicznej, w pasach wielkich niedawnych dyslokacji, jeszcze niezupełnie spokojnych — zaznaczonych przebiegiem zarówno głębinowych rowów jak owych w związku z nimi zazwyczaj występujących „górskich łańcuchów podmorskich“, których szczyty kryją się w wodzie lub sterczą nad poziomem morskim tworząc girlandy wysp [1]). Prawdopodobnie nie są to same formy czysto tektoniczne, lecz także ich erozyjne pochodne. Oczywiście do zachowania się na dnie morskim form pochodzenia lądowego potrzeba pewnych warunków, które nie zawsze mogą być przy transgresji spełnione. Stoją one w związku z przebiegiem tektonicznego procesu, który spowodował zanurzenie. Ruch musiał nastąpić w tempie stosunkowo szybkiem, w przeciwnym razie abrazja transgredującego morza byłaby dawne kształty zarównała. Fakt, że formy takie nie uległy w zupełności zatarciu na dnie mórz płytkich, gdzie walczyć muszą z niwelującem działaniem ruchu wody i silniejszą sedymentacją, przemawia za możliwością ich lepszego zachowania i większej trwałości tam, gdzie przy większej amplitudzie ruchu przeniesione zostały w większe, spokojniejsze, głębie i w znaczniejszą odległość od nowej linji brzegowej [2]). W każdym razie liczyć się trzeba z prawdopodobieństwem większego niż się dotąd przypuszcza, udziału krajobrazów „odziedziczonych“ w rzeźbie dna morskiego.

O wiele większe znaczenie mają oczywiście formy pochodzenia tektonicznego. Do nich należy w pierwszym rzędzie zrąb kształtów głównych, owych wielkich „zagłębi“, „kotłów“, „rowów“, „grzbietów“, „działów“ etc., których klasyfikację formalną przeprowadził Supan. Stanowią one odpowiednik do wielkich

---

[1]) Smiała i urozmaicona rzeźba podmorska sąsiedztwa Małych Antylów, wysp Palau i Marianów nie robi wrażenia zespołu form czysto tektonicznych.

Warto również zwrócić uwagę na charakterystyczny próg występujący na skłonie niektórych rowów oceanicznych od strony sąsiedniego archipelagu. W rowie Filipińskim leży on w głębokości 5—6000 m., a więc odpowiada średniemu poziomowi sąsiadującego z rowem na zachodzie dna morskiego. Na obniżenie się dna morskiego tych okolic w niedawnej geol. przeszłości zwróciłem uwagę na innem miejscu (Bul. Ac. Sc. Crac. 1917). W rowie Lin-Kin leży podobny próg bardziej płytko. Czy są to formy czysto tektoniczne z genezą rowów związane, czy też może ślad abrazyjnego cokołu u podnóża wyniosłości dzisiejszego archipelagu?

[2]) Tym warunkom zdaje się m. i. odpowiadać t. z. Wzgórza Faradaya w północnym Atlantyku, „góry“ Minia i in.

form lądowych [1]) wyżyn, niżów, łańcuchów górskich etc. i podobnie jak tamte odznaczają się łagodnymi spadkami ogólnymi. Analogje nieraz są uderzające — to też nic dziwnego, że taki, np. „dział“ środkowo-atlantycki porównuje Philippi do podobnego mu przebiegiem i rozmiarami łańcucha Andów i uznaje go za dźwigającą się geoantyklinę—za rodzący się łańcuch górski. O tektonicznych formach drobniejszych nie wiele wiemy pewnego—one to według Grolla grać mają decydującą rolę w krajobrazie podmorskim. Zapewne ich udziałowi głównie przypisać należy urozmaiconą rzeźbę stref dyslokacyjnych, takich jak podnóża progu kontynentalnego, powierzchnie i brzegi grzbietów podmorskich, one są powodem stromych stoków wzniesień niewulkanicznych, zapadlisk kotliny tworzących, wgięć rowów—a i poza tem stanowić one muszą bezsprzecznie główny — choć jak sądzę nie zawsze wyrażający się bezpośrednio—element w ukształtowaniu dna oceanicznego. Pytanie, jak wyglądałaby powierzchnia, będąca nieskażonym (w myśl przypuszczenia Grolla) wyrazem procesów tektonicznych. Analogji możnaby szukać przez rekonstruowanie t. z. powierzchni strukturalnych na mapach geologicznych. Podjęte próby [2]) nastręczyły znaczne trudności—a wyniki dały bardzo różne (zależnie od terenu) i niewiele mówiące. Przedewszystkiem stwierdzić można, że szereg kształtów powierzchniowych w ten sposób teoretycznie uzyskanych wyraża się w stosunkach spadkowych, albo wręcz niemożliwych w naturze albo przynajmniej bardzo nietrwałych (przy danym materjale, uwzględnieniu wietrzenia w najogólniejszym tego słowa znaczeniu i działaniu siły ciężkości). Te więc w naturze przybiorą postać zmienioną, nie będącą już bezpośredniem geometrycznem wyrażeniem wewnętrznej struktury. Z porównania takich powierzchni strukturalnych z powierzchniami rzeczywistemi (mapą hipsometryczną tego samego obszaru) nie można było wyprowadzić żadnej stałej zasady, którąby morfometrycznie określała różnicę między temi powierzchniami zachodzące. Wprawdzie najczęściej powierzchnia urzeźbiona przez erozję ma rytm gęstszy niż powierzchnia struk-

[1]) Odnośnie do form pierwszorzędnych zwracam uwagę na to, że gdy na podstawie doświadczeń Carriéra i moich 5 punktów na powierzchni 1° określa na lądzie wcale dobrze zarysy form wielkich, Groll konstatuje, (w tekście do swoich map batymetrycznych) że przy obecności 4—6 punktów na 1° „dobrze rozmieszczonych“ izobaty nie zmieniają ogólnego przebiegu przez przybytek 1—2 nowych sondowań.

[2]) Próbowałem je przeprowadzać na mapach geol. 1 : 2500 dla kilku typów tektonicznych z obszaru środkowych Niemiec.

turalna — ale wyjątki istnieją (np. gmach silnie i drobno sfałdowany, następnie zrównany, a potem rzadko pocięty). To samo tyczy i amplitudy. Tak więc jedyna uchwytna różnica zachodząca między pow. strukturalną a zmienioną przez erozję i denudację polega na tem, że w pierwszej formy wklęsłe zamknięte są regułą—w drugiej wyjątkiem. „Normalny" proces erozji wywołuje system łączących się i związanych z sobą pochyłości—a choć przez działalność krasową, wiatr, lodowce, powstają również formy zamknięte, są one dla powierzchni lądów mniej charakterystyczne, jako naogół rzadsze. Dla rzeźby dna morskiego, jako nie powstałej pod wpływem erozji, są one regułą — bez względu na jej genezę (tektonika, sedymentacja, wulkanizm etc.). Ta cecha o niczem nas więc tutaj nie objaśnia. Możnaby natomiast zapytać, czy procesy tektoniczne na obszarze dna morskiego wyrażają się tymsamym charakterem dyslokacji co na obszarze lądów. Krümmel [1]) przypuszcza, że fałdowaniu są tu szersze, uskoki rzadsze—że te ostatnie poza strefami brzeżnemi prawie zupełnie na dnie morskiem nie występują. Przypuszczenie to, zupełnie dowolne, wysnute z morfometrji opartej na obrazie zyskanym z niezbyt gęstych sondowań, a przytem dopuszczającej inną interpretację. A jednak z możliwością pewnych różnic pod tym względem liczyć się należy. Pomijając bowiem luźność warstw zewnętrznych, pewne znaczenie mieć tu może ciśnienie mas wodnych na powierzchnię dna,—a przedewszystkiem przyjęta na podstawie pomiarów siły ciężkości różnica gęstości głębszych partji skorupy w obszarach kontynentalnych a oceanicznych, od których to głębszych partji impuls dyslokacji pochodzi i które na jakość tych dyslokacji zapewne wpływać muszą. Czy te różnice istotnie zachodzą i jak się wyrażają, to może być na razie tylko przedmiotem teoretycznych dociekań.

Udział form pochodzenia wulkanicznego w rzeźbie podmorskiei podnoszono wielokrotnie, nowsze sondowania wykazały szereg krajobrazów wulkanicznych zazwyczaj odznaczających się silnymi spadkami i niespokojną rzeźbą (np. równikowe strefy Atlantyku, okolice wyspy St. Paul, głębi Romanche etc.). Znaczenia ich dla morfologji dna jako oddawna znanego (Dietrich—cokoły wysp oceanicznych) poruszać nie potrzebuję tutaj. To samo tyczy wysp i raf koralowych.

Dyskutując nad możliwością istn enia takich lub innych form na dnie głębokomorskiem traktowaliśmy je tak, jakby na tym

---

[1]) l. c. I. 206.

obszarze nie odbywały się żadne procesy morfologiczne zewnętrzne. Tak oczywiście nie jest. Ruch fal, przypływu i odpływu, prądy morskie zdolne są do morfologicznego działania, ograniczonego zresztą do dziedziny mórz płytkich, bo choć np. prądy morskie w pewnych warunkach (cieśniny!) sięgają do znacznej głębokości, są to jednak przypadki lokalne,—krążenie zaś wód oceanicznych głębinowych odbywa się z taką powolnością, że skutków morfologicznych wywoływać nie może. O ile więc chodzi o właściwe głębie morskie, działanie bezpośrednie ruchów wody prawie tu w rachubę nie wchodzi. Tem ważniejszą natomiast rolę wolno tu przypisywać sedymentacji. Wprawdzie największe masy osadów—głównie lądowego pochodzenia—układają się blisko brzegu, w morzu płytkiem, wiemy jednak że i w najdalszych od lądu głębiach sedymentacja — choć powolna — następuje, i z wpływem jej na morfologję dna liczyć się musimy.

Sedymentacja, jako proces morfologiczny, przeciwstawiona być może wszystkim innym działaniom kształtotwórczym zewnętrznym. Tworząc nowe formy z nowego (t. j. obcego dla danego punktu) materjału, może być nazwana procesem „budującym“ w przeciwieństwie do „niszczącego“ działania erozji i denudacji (abrazji, deflacji etc.), gdzie nowe formy przez zburzenie dawnych, usunięcie części ich materjału powstają. Stąd zupełnie odmienny stosunek nowych kształtów do dawniejszych, stąd zupełna niezależność od tak ważnego gdzieindziej czynnika jak struktura.

Wszędzie—z wyjątkiem wielkich głębin morskich—występuje sedymentacja w związku ścisłym z działaniem czynników niszczących (woda w ruchu, wiatr, lodowce), które przebieg procesu osadowego warunkują i na jakość powstałych form wpływają bezpośrednio, wywołując kształty o genezie skomplikowanej, będące wynikiem skombinowanego działania „budującego“ i „niszczącego“ równocześnie (wydmy; moreny, delty, ławice etc.). W obszarze morza płytkiego, gdzie akcja osadowa jest potężna, kombinuje się ona z erozyjnem i abrazyjnem działaniem fal i prądów, zmiatanie wypukłości, zasypywanie wklęsłości stanowi w połączeniu ową wyrównującą, niwelacyjną działalność, której powierzchnia szelfu kształt swój zawdzięcza [1]).

[1]) Cytowana, (Z. d. Ges. f. Erdk., 1911, 120) jako dowód bezsilności niwelującego działania osadów, rzeźba dna morza północnego, gdzie mimo iż ruchy wody sięgają dna, zagłębienia nie zostały przez osad wyrównane, niema przekonywującej wartości. Z jednej strony bowiem nie wiadomo jak

Inaczej w morzu głębokiem, o które głównie nam tu chodzi. Brak tu procesów morfologicznych „niszczących“. Ruchy wody są tak powolne, że nie zdolne są porwać lub przesunąć raz opadłą na dno cząstkę osadu. Sedymentacja, choć powolno, ma tu przebieg niezakłócony i zdołna jest wyrazić się w formie czystej. Na miejscu procesu morfogenetycznego, zawiłego, wynikającego z współdziałania rozlicznych czynników, mamy tu zjawisko prostsze, przebiegające w zależności od niewielu zasadniczych momentów: 1) ilości osadu; 2) jego jakości i 3) kształtu podłoża [1]. Ad 1. Różnice ilościowe osadu i wynikające stąd kształty pochodzić mogą już to z różnicy w ilości przynoszonego osadu — przyczem naturalnie grać może rolę (przy bocznym transporcie) odległość od źródła osadu—tu również wyrazić się może „prawo Murraya“, wpływ różnej głębokości—już to od kątów padania cząstek na dno. Przyczyna rozmaitości tych kątów tkwi w kształcie dna i kierunku ruchu opadających cząstek. Jeśli równomiernie rozmieszczony osad opada pionowo (woda stojąca), najgrubsza warstwa pokryje powierzchnie horyzontalne, — jeśli ukośnie, powierzchnie prostopadłe do kierunku padania, o ile ich nachylenie nie przenosi skrajnego kąta nasypowego danego osadu. Oczywiście przy ukośnem padaniu występować może „cień osadu“. Różnice ilościowe wyrażają się morfologicznie nachyleniami powierzchni nasypu, a sumując się doprowadzać powinny teoretycznie do nachyleń odpowiadających skrajnemu kątowi zbocza, co jednak w naturze rzadko chyba może następować. Ad. 2. Jakość osadu ma o tyle morfologiczne znaczenie o ile decyduje o wartości skrajnego kąta nachylenia, właściwego danemu materjałowi. Ad 3. Kształt podłoża wpływa bezpośrednio na szybkość osadzania się, zależnie, od różnego nachylenia składających się na to podłoże powierzchni — przyczem na stokach o nachyleniu większem niż skrajny kąt nasypu danego osadu szybkość ta równa będzie zeru—ośad będzie się ześlizgiwał, zbocze pozostanie nagie [2]. Założywszy że proces osadzania się trwa dostatecznie długo, tak że formy pierwotne zostaną zupełnie zatulone, każde

---

rzeźba ta wyglądała pierwotnie i o ile już została przez sedymentację zmieniona, z drugiej zaś istnieją powody do przyjęcia niedawnego zanurzenia tego obszaru, niedługiego więc stosunkowo działania procesu niwelacyjnego.

[1]) Pomijam czas trwania procesu, jako warunek sam przez się zrozumiały.

[2]) Sondowania wykrywały nieraz takie nagie nie pokryte osadem zbocza. Należą tu np. podmorskie stromizny na wschód od ławicy Aqulhas, odkryte przez statek Möwe w r. 1913.

takie zbyt strome zbocze zamienione być musi z wiatrem na stok o maksymalnym spadku naturalnego nasypu. Związane z tem teoretyczne postulaty nietrudno byłoby ująć w pewien dedukcyjny schemat, którego porównanie z schematem t. z. cyklu erozyjnego mogłoby być interesujące, ale wątpię czy miałoby wartość praktyczną. Rolę morfologiczną sedymentacji badać można na różnych drogach. a) Eksperymenty nad sposobem osadzania się różnych materjałów (Roset, Leblan, Wegman, Thoulet, Meunier) oraz spostrzeżenia tyczące stożków nasypowych suchych (Piwowar) zbliżają nas do poznania warunków wpływających na wielkość skrajnego kąta swobodnego osadu i pouczają o nietrwałości zboczy, których nachylenie do tej wartości się zbliża. Wiemy, że najlżejszy impuls wywołuje w takich przypadkach ześlizgiwanie się osadu, łagodzenie pochyłości. b) Badania geologiczne pozwalają wejrzeć w stosunki wewnętrznego ułożenia warstw i wykazują powolne zacieranie form dawniejszych przez niwelacyjne działanie układającego się osadu. Szczególnie ciekawie przedstawia się śledzenie stosunku osadów morza transgredującego do kształtu niewyrównanej przez abrazję powierzchni podłoża. Pozatem prace nad samem „warstwowaniem“ skał osadowych (Walther, Andrée) mają dla naszego zagadnienia pierwszorzędne znaczenie. c) Badania oceanograficzne nietylko zaznajamiają nas z formami dennemi, między któremi doszukiwać się możemy wytworzonych lub przeobrażonych przez sedymentację, lecz podają nam jakość osadu, co daje (dotąd teoretyczną) możność określenia stosunku formy do procesu (harmonja lub dysharmonja). Nowsza technika sondowania — stosowanie rur obciążonych — pozwala poznać uwarstwowienie osadu, — niestety jak dotąd zaledwie do głębokości kilkudziesięciu cm. [1]). Pozatem badanie dna informuje nas o istnieniu ruchów masowych, pozostających w związku z osadzaniem się, podmorskich zsuwów. Te zjawiska, które zajęły zresztą i geologów (Hahn, Heim, Schaffe) mają dla morfologji dna morskiego pierwszorzędne znaczenie. Za pośrednictwem tych ruchów wielkie masy luźne mogą uledz przemieszczeniu na znaczną odległość i to przy spadkach bardzo niewielkich; Heim przyjmuje na podstawie analogji z zsuwem w jeziorze Zug

[1]) Świder elektryczny zanurzany pomysłu Joly'ego (Sc. Proc. R. Dublin. Soc. VIII, 509) nie został, o ile mi wiadomo, dotąd użyty w praktyce. W każdym razie zdanie Wagnera, jakoby układ warstw dna morskiego na zawsze lał się bezpośredniemu badaniu, wydaje mi się zbyt pesymistyczne.

możliwość ześlizinęć podmorskich na odległość setek kilometrów [1]). Impulsem może przytem być samo zbytnie obciążenie stoku przez nagromadzone osady.

Jakąkolwiek drogą jednak staramy się poznać bliżej proces podmorskiej sedymentacji, zawsze dojść musimy do wniosku, że jest to proces który morfologicznie wyrażać się musi. Mały kąt skrajnego nasypu u większości osadów, skłonność do zsuwów, dążność do zajęcia możliwie nisko leżących powierzchni, powodować musi wypełnianie zaklęsłości, łagodzenie stoków przez gromadzenie się osadu u ich podnóża, zmniejszanie względnych różnic batymetrycznych.

Niepodobna zaprzeczyć, że czynność osadowa w większości obchodzących nas tu obszarów (t. j. w dziedzinie morza głębokiego, gdzie proces sedymentacji występuje w formie czystej) postępuje bardzo powoli. Znajdowanie na dzisiejszem dnie morskiem szczątków organizmów trzeciorzędowych świadczy o tem dostatecznie—choć naogół o szybkości tworzenia się osadów głębokomorskich nie wiele wiemy. W strefach brzeżnych odbywa się ten proces naturalnie prędzej i niwelujące jego skutki wyrażają się silniej—prócz ilości osadu wchodzi tu w grę ruch wody, powodujący układanie się luźnego materjału w zagłębieniach, zmiatanie go z wzniesień—wygładzanie istniejących nierówności. Powolność tworzenia się osadów pelagicznych rekompensuje jednak długotrwałość procesu. Nie chodzi tu o permanencję dalekich od lądu głębin oceanicznych, lecz o większe prawdopodobieństwo ich trwałości (poza pasami notorycznie niespokojnymi tektonicznie) niż dziedzin płytszych przybrzeżnych—a w związku z tem większe prawdopodobieństwo niezakłóconego przez długi okres czasu procesu, odbywającego się na ich powierzchni. Długie trwanie osadzania się, a skutkiem tego sumowanie się jego morfologicznych skutków, jedynie w tym przypadku nie zdołałoby wynagrodzić jego powolności, gdyby przyjąć, że wogóle tempo następujących po sobie procesów tektonicznych, wywołujących zmiany w ukształtowaniu powierzchni, jest tak szybkie, że nie pozwala na wyrażenie się morfologiczne sedymentacji. W poszczególnych przypadkach jest to możliwe, ale regułą nie jest, bo 1) podobnie jak na powierzchni lądu istnieć muszą na dnie morskiem, w przeciwieństwie do stref częściej dyslokowanych, obszary spokojne, które przez długie okresy czasu nie uległy zakłóceniu tektonicznemu, 2) znamy szereg pokładów geologicznych, powstałych analogicznie

---

[1]) N. Jb. f. Miner. 1908, II, 139.

do dzisiejszych osadów, prawdopodobnie w równie powolnem tempie, które przy znacznej miąższości nie wykazują wewnętrznej dyskordancji warstw.

To też w rzeźbie głębokomorskiego dna nie wolno nam dopatrywać się samych niezmienionych niczem form tektonicznych, bo wszystkie formy biorące w niej udział, zarówno tektoniczne jak wulkaniczne, oraz prawdopodobne erozyjne przeżytki, składają się na całość, podlegającą nieustannemu działaniu procesu sedymentacji, procesu morfologicznego, który rzeźbę tę w swoisty sposób modyfikuje.

AUSZUG.

Das Bild des Ozeanbodens, welches wir auf Grund der Tiefseelotungen gewinnen, ist nicht einwandsfrei. Erstens, weil die Konstruktion einer Fläche auf einer Anzahl von Punkten, nur eine von vielen Möglichkeiten darstellen, dann wegen der Schwierigkeit, die geographische Lage dieser Punkte scharf zu bestimmen, endlich wegen der Spärlichkeit, der bisherigen Lotungen. Der eigentliche Tiefseeboden muss grösstenteils als unbekannt betrachtet werden. Die Vorstellungen von der Eintönigkeit seines Reliefs bezichten sich hauptsächlich auf die leidlich bekannten grossen Formen, die auch auf dem Lande geringe allgemeine Böschungen aufweisen. Übrigens werden durch die Lotungen nur mittlere Böschungsverhältnisse angegeben. Die herrschenden Ansichten von der Grosszügigkeit und Einförmigkeit des Meeresbodenreliefs stützen sich somit weniger auf tatsächliche Kenntniss der Formen, sie werden eher aus der nivellierenden Tätigkeit der Sedimentation bei gleichzeitigem Fehlen der Erosion gefoligert. Aber auch die entgegengesetzte Ansicht Groll's, der auf Grund mancher Lotungsergebnisse, die verallgemeinert werden, dem Meeresboden ein in der Regel abwechslungsreiches Relief zuschreibt, ist aus demselben Grunde nichts weniger als bewiesen. Es werden von ihm die untermeerischen Formen als tektonische Urformen bezeichnet und der Sedimentation irgendwelche namenswerte morphologische Bedeutung abgesprochen.

Zweifelsohne bilden stärker gegliederte Oberflächenformen keine so seltene Ausnahme am Meeresboden, wie man es früher annahm. Uber ihre Rolle im allgemeinen Relief und über ihre Genese lässt sich bei der gegenwärtigen Kenntniss der Tiefseebodens nichts entscheiden. Ausser tektonischen und vulkanischen Formen dürften dort auch erosive, subaeril entstandene

vorkommen, die später untertauchten. Tektonische Formen, deren Rolle wohl die grösste ist, dürfen nicht als unveränderte, primäre, Formen bezeichnet werden, da auch in der Tiefsee äussere ausgestaltende Faktoren vorhanden sind. Am Tiefseeboden ist es die Sedimentation, die hier als ungestörter, rein aufbauender Prozess tätig ist — ohne die gleichzeitige Mitwirkung der abräumenden Vorgänge, wie auf dem Lande oder in der Flachsee. Ihre Wirkung ist von wenigen Bedingungen abhängig, wie Menge und Beschaffenheit der Ablagerung, Form der Unterlage, Zeit.

Die morphologische Bedeutung der reinen Sedimentation kann auf verschiedenen Wegen erforscht werden. Experimente und Beobachtungen über Aufschüttungen loser Massen führen zur Kenntniss der Faktoren welche die Grösse des extremen Böschungswinkels bedingen, und zeigen, dass die Böschungen welche diesen Wert erreichen sehr wenig dauerhaft sind und bei leichtesten Impulsen verflachen, wobei ein Hinuntergleiten des Sedimentes erfolgt. Geologische Beobachtungen machen uns mit den Lagerungsverhältnissen alter Sedimente bekannt — das Verhältniss der Schichtflächen gegeneinander und zur Unterlage zeigt, wie ältere Oberflächenformen durch die fortschreitende Ablagerung verändert oder ausgeglichen werden. Ozeanologische Forschung gibt die Formen an und lässt bei gleichzeitiger Kenntniss des Sedimentes entscheiden, ob die Form mit der Beschaffenheit des Sedimentes (extremer Böschungswinkel) harmonisch ist oder nicht, — sie macht uns auch mit den Massenbewegungen am Meeresboden bekannt (untermeerische Gleitungen), die mit der Sedimentation in Zusammenhange stehen. Es muss als sicher angenommen werden, dass auch die Tiefseesedimentation eine morphologische Bedeutung besitzt—sie bewirkt, bei dem im allgemeinen geringen Werte des extremen Böschungswinkels und der Tendenz zu Gleiterscheinungen, eine Ausfüllung der Einsenkungen, Verflachnung der Böschungen durch Anhäufung des Sedimentes am Fusse der steileren Abhänge und Verminderung der relativen bathymetrischen Unterschiede. Der Vorgang erfolgt in der Tiefsee sehr langsam, seine Wirkungen summieren sich aber mit der Zeit und nur dann könnte man ihm eine morphologische Bedeutung absprechen, wenn bewiesen wäre, dass die tektonischen, neue Formen bildenden, Prozesse in schnellerem Tempo erfolgen— was gelegentlich vorkommen kann aber nicht als Regel angenommen werden darf. Die Formen des Meeresbodens sind dem Einflusse der Sedimentation unterworfen, die seinem Relief einen ganz speziellen Charakter einprägen muss.

Jerzy Smoleński.